

**Lokális földrengések hipocentrumának és
fészekmechanizmusának meghatározása teljes
hullámforma inverzióval**

Zárójelentés

Wéber Zoltán

a földtudomány kandidátusa

MTA GGKI Szeizmológiai Obszervatórium

Budapest, 2007. február 20.

Tartalomjegyzék

1. A kutatás célja, a vállalt kutatási program	3
2. Az inverziós módszer	4
3. Inverziós eredmények	7
4. Tapasztalatok	11
5. A kutatási téma további lehetséges irányai	12
6. Köszönetnyilvánítás	13
7. Irodalomjegyzék	13

1. A kutatás célja, a vállalt kutatási program

A szeizmológia egyik legfontosabb feladata a földrengések helyének és fészekmechanizmusának meghatározása és az így kapott eredmények felhasználása a recens kéregmozgások irányának és mértékének megállapításában. Tervezett kutatásaim célja a hazánkban kipattant és digitális technikával regisztrált földrengések fészekmechanizmusának (momentumtenzorának) meghatározása, az eredmények adatbázisban való rendszerezése és értelmezése volt. Ezzel egyidejűleg pontosítani kívántam az észlelt földrengések hipocentrumát is. A mérési adatokat a Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, valamint a Paksi Atomerőmű Rt. által fenntartott szeizmológiai állomások szolgáltatták.

Hazánk területe közepes szeizmikus aktivitást mutat és a többnyire kis energiájú rengések digitális regisztrálására csupán mintegy tíz esztendeje van lehetőség. A lakosság által nem is érzékelt gyenge rengéseket gyakran csak néhány állomás rögzíti. Ezért a tervezett feladat elvégzéséhez olyan módszert kívántam alkalmazni, amely a rendelkezésre álló adatokból a lehető legtöbb információt képes kinyerni. Választásom az ún. teljes hullámforma inverzió módszerére esett. Ez az eljárás az inverziós feladat megoldásához a műszerek által regisztrált összes adatot, azaz a teljes hullámformát felhasználja. Az eljárás lényege az, hogy az ismeretlen fizikai paraméterek (fészekmechanizmus, hipocentrum) értékeit addig változtatjuk, míg a számított szintetikus szeizmogram nem mutat valamilyen értelemben vett jó egyezést a mért szeizmogrammal.

A projekt során egy olyan adatbázis elkészítésén is dolgoztam, mely tartalmazza a vizsgált földrengések hipocentrumát és fészekmechanizmusát. Egy ilyen adatbázis elsősorban hazánk tektonikájával, szeizmicitásával, a recens kéregmozgások és feszültségirányok kutatásával foglalkozó földtudományi szakemberek számára nyújthat komoly segítséget. Ismerve a földrengés hipocentrumát, megállapítható, hogy az melyik ismert vagy kevésbé ismert törésvonallal van kapcsolatban, a fészekmechanizmus pedig az érintkező kőzetelemek mozgásirányáról és a mozgás mértékéről árulkodik. A hazánkban leggyakrabban előforduló fészekmechanizmus, az átlagos fészekmélység és a jellemző sebességmodell ismerete arra is lehetőséget ad, hogy szintetikus szeizmogramok számításával megbecsülhessük, milyen hatása lehet egy földrengésnek valamely szűkebb régió területén (determinisztikus földrengés-veszélyeztetettség számítások).

A várt kutatási eredmények között feltétlenül meg kell említenem a tényleges adatfeldolgozást megelőző módszertani kutatás végtermékét, a számítógépes programcsomagot is. Egy inverziós módszer kidolgozása, megvalósítása és használatba állítása általában számos elméleti megfontolást és kutatást igényel, melynek eredményeire mindig kíváncsi a szakmai közönség.

2. Az inverziós módszer

Számos olyan inverziós módszer létezik, melyek segítségével meghatározható a teleszeizmikus rengések fészekmechanizmusa és forrásfüggvénye (*source time function* – STF). A nagy epicentrális távolság miatt a hipocentrumot ismertnek szokás feltételezni (legfeljebb a mélységet kezelik ismeretlenként), és a szintetikus szeizmogramok számításához is elégséges egy átlagos, gömbszimmetrikus földmodell alkalmazása (Dziewonski et al. 1981, Langston 1981, Sipkin 1982).

Esetünkben azonban, amikor lokális földrengések hullámformáit kell feldolgoznunk, jóval bonyolultabb a helyzet. Lokális rengések esetén a szeizmogramok sokkal magasabb frekvenciákat tartalmaznak, mint teleszeizmikus rengések esetén. A szintetikus szeizmogramokat (Green-függvényeket) tehát kis epicentrális távolságok mellett és magas frekvenciákig kell kiszámolnunk, ami végeredményben azt jelenti, hogy a Green-függvények erősen függenek mind a hipocentrum koordinátáitól, mind a sebességmodelltől. Lokális rengések hullámforma inverziója során tehát a sebességmodellt sokkal nagyobb részletességgel kell ismernünk, mint teleszeizmikus adatok inverziója esetén, és a hipocentrumot is ismeretlen paraméterként kell kezelnünk.

A lokális földrengések hullámformáinak inverziója tehát számos problémát vet fel, melyek megoldására már több javaslat is született (pl. Koch 1991a,b, Mao et al. 1994, Sileny et al. 1992, Sarao et al. 2001), de egyik megoldás sem nyert általános elfogadottságot. A kutatások tehát nemzetközi szinten is tovább folytatódnak, melyhez én is igyekeztem hozzájárulni a jelen projekt során végzett munkámmal. Az alábbiakban röviden összefoglalom az általam kidolgozott probabilisztikus inverziós eljárást, melynek részletes tárgyalása megtalálható az elmúlt években megjelent publikációimban (Wéber 2004, 2005, 2006).

Ha a forrásfüggvény (STF) ismeretlen, akkor a momentumtenzor hat független komponense egy-egy idősor, melyeket angol elnevezésük után (*moment tensor rate function*) a továbbiakban MTRF-ként fogok emlegetni. A hat független MTRF-re egy olyan lineáris egyenletrendszert kapunk, amelynek mátrixát lényegében a hipocentrum és a sebességmodell ismeretében számított Green-függvények alkotják (Sipkin 1982, Koch 1991a,b). Ha tehát a Green-függvények (azaz a hipocentrum és a sebességmodell) ismertek, az MTRF-ek (momentumtenzor) lineáris inverzióval meghatározhatók.

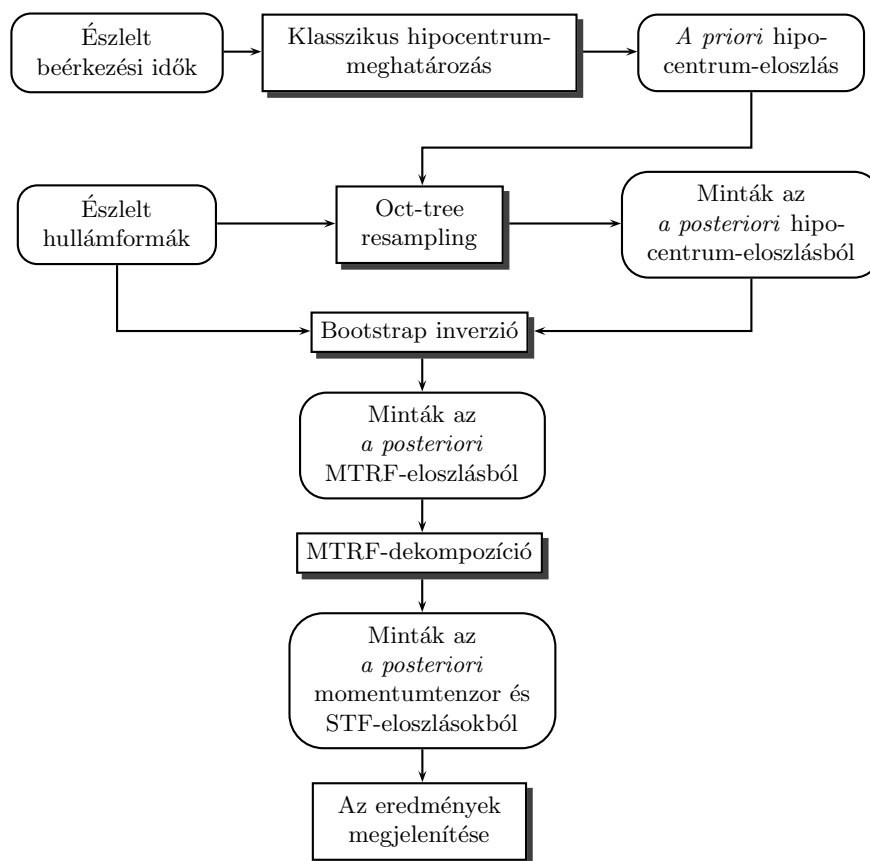
Kis epicentrális távolságok esetén azonban a rutinfeldolgozással számított hipocentrum nem kellően pontos ahhoz, hogy ismert paraméterként kezeljük a hullámforma inverzió során. Ha a hipocentrumot is az ismeretlen modellparaméterek közé számítjuk, akkor a probléma nemlineárisává válik. Az általam javasolt inverziós eljárás első lépése a hipocentrum pontosítását végzi el. Mint ismeretes, a meghatározandó paraméterek *a posteriori* valószínűségi sűrűségfüggvénye

(PDF) az *a priori* PDF és a likelihood függvény szorzata (Tarantola 1987, Tarantola & Valette, 1982). Esetünkben a rutinfeldolgozás során számított hipocentrum szolgál *a priori* információként, míg a likelihood függvényt a mért és a szintetikus előállított szeizmogramok eltérése alapján határozzuk meg. A teljes *a posteriori* PDF feltérképezéséhez a Lomax & Curtis (2001) által javasolt *oct-tree resampling* technikát alkalmazom, melynek végeredménye számos (több száz – néhány ezer) hipocentrum megoldás, melyek eloszlása az *a posteriori* eloszlást követi. Így könnyen meghatározható a maximum likelihood megoldás, az átlag, a medián, a szórás, stb. Ha a megoldásokat pontonként ábrázoljuk, akkor egy olyan pontfelhőt kapunk, amely a maximum likelihood megoldás körül sűrűsödik.

Minden egyes hipocentrumhoz meghatározom az MTRF-eket is. Ezen MTRF-ek eloszlása a hipocentrum eloszlásából, pontatlanságából eredő bizonytalanságot tükrözi. A mérési és modellezési hibák miatt azonban az MTRF-eket akkor is csak bizonyos pontatlansággal tudnánk meghatározni, ha a hipocentrumot pontosan ismernénk. Az általam javasolt nemlineáris inverziós eljárás második lépésében ezt a fajta hibát az ún. *bootstrap* eljárással határozom meg (Efron & Tibshirani 1986, Tichelaar & Ruff 1989). A bootstrap inverzió lényege, hogy a rendelkezésünkre álló mérési adatokból új mérési adatsorokat hozunk létre, majd ezek mindegyikén elvégezzük az inverziót. Egy-egy bootstrap adatsort úgy állítunk elő, hogy N adatot véletlenszerűen kiválasztunk az eredeti N mérési adatból oly módon, hogy egyes eredeti adatok többször is előfordulhatnak az új adatsorban. Bizonyítható, hogy a bootstrap adatsorokon elvégzett inverzió során kapott nagyszámú megoldás tapasztalati eloszlása jól közelíti a valódi *a posteriori* eloszlást, és így ezzel a módszerrel megfelelő képet kaphatunk a megoldás megbízhatóságáról.

A javasolt eljárás során tehát számos (jellemzően több ezer) MTRF megoldást kapunk, melyek eloszlása követi az *a posteriori* eloszlást. Így könnyen meghatározhatók az olyan statisztikai jellemzők, mint a maximum likelihood pont, az átlag, a szórás, a medián, stb. Mivel a momentumtenzort alkotó hat MTRF teljesen független egymástól, végeredményben megoldásaink időben változó momentumtenzorokat reprezentálnak. A gyenge lokális földrengések esetén azonban joggal feltételezhetjük, hogy a momentumtenzor az időtől független. Ezért az általam javasolt inverziós eljárás harmadik lépése során minden egyes időben változó momentumtenzort egy szorzattá bontok, melynek egyik tagja az időben állandó momentumtenzor, a másik tagja pedig a forrásfüggvény (STF). Ez lényegében egy újabb nemlineáris inverziós feladat, melynek során arra kell törekednünk, hogy a momentumtenzor és az STF szorzata – legkisebb négyzetes értelemben – a lehető legjobban közelítse a kiinduló ponttul szolgáló MTRF-eket.

Összefoglalva: Az általam kidolgozott nemlineáris hullámforma inverzió eredményeként számos hipocentrum, momentumtenzor és STF megoldáshoz jutunk, melyek eloszlása az *a pos-*



1. ábra. A hullámforma inverzió folyamatábrája.

teriori eloszlást követi. Az eredmények így statisztikai mennyiségekkel is jellemezhetők, amelyek elsősorban a becsült paraméterek megbízhatóságának jellemzésében játszanak fontos szerepet. Az inverzió utolsó lépésében meghatározhatjuk a momentumtenzorok sajátértékeit és sajátvektorait (a P, T és N tengelyeket), melyek alapján a tenzorok különböző komponensekre bonthatók: az izotróp (ISO) összetevő a térfogat-változással járó komponenszt írja le, míg a CLVD és a dupla erőpárral leírható DC komponensek a tisztán kőzetmozgásból álló (deviatorikus) összetevőt reprezentálják. Természetesen ezeket a leszármaztatott mennyiségeket is jellemezhetjük statisztikai mérőszámokkal, illetve ábrázolhatjuk pontfelhők vagy hisztogramok segítségével.

A vázolt inverziós eljárás folyamatábráját az 1. ábra szemlélteti.

3. Inverziós eredmények

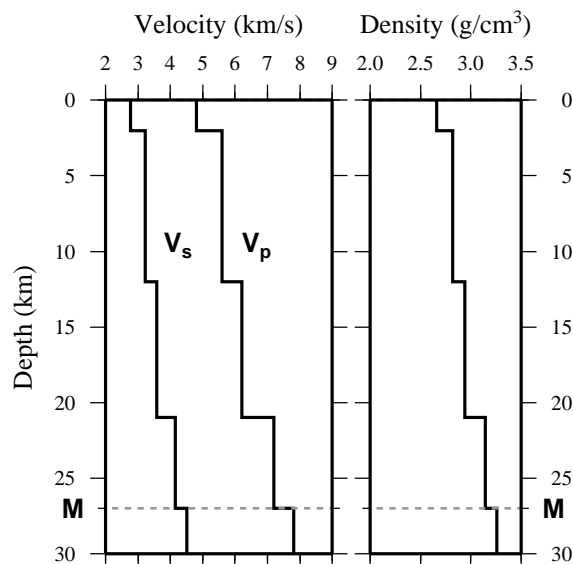
Az előzőekben vázolt inverziós módszer kidolgozása és megvalósítása természetesen azt a gyakorlati célt szolgálja, hogy valódi mérési adatokat dolgozhassunk fel, bővítve ezáltal a kutatási területről szerzett ismereteinket. A szintetikus adatokon végzett tesztek meggyőzően bizonyították, hogy az általam megalkotott programrendszer alkalmas a gyakorlatban is fontos kutatási feladatok megoldására (Wéber 2006).

A hazánkban kipattant földrengések fészekmechanizmusának ismerete nélkülözhetetlen a Pannon-medence recens tektonikájának vizsgálatához, valamint hazánk szeizmicitásának megismeréséhez. A kutatási projekt ideje alatt folyamatos munkával egybegyűjtöttem és adatbázisba rendeztem az 1995. óta digitálisan regisztrált rengések hullámformáit és rutineljárással kiszámított alapadatait, majd a kutatás utolsó fázisában elvégeztem több, gondosan kiválasztott földrengés hullámforma inverzióját. Az alábbiakban ezen eredményekből mutatok be néhány ízelítő példát és egy táblázatban összefoglalom az eddig meghatározott fészekparaméterek főbb jellemzőit.

Tapasztalataim szerint a lokális rengések inverziója során a Green-függvények számításához a hullámszám-integrálásos módszert (Wang & Herrmann 1980, Herrmann & Wang 1985) célszerű alkalmazni, mivel ez az eljárás kiválóan alkalmas a teljes hullámtér modellezésére. Ezért első feladatomban egy megfelelő pontosságú és részletességű egydimenziós átlagos sebességmodell felállítása volt. A CELEBRATION2000 mérésorozat során alkalmazott felszíni források jeleit a honi szeizmológiai hálózat is regisztrálta. Az így szerzett menetidő adatok klasszikus módszerekkel való feldolgozásával a 2. ábrán látható sebességmodellhez jutottam. A transzverzális hullámsebességet és a sűrűséget tapasztalati összefüggések alapján a longitudinális hullámsebességekből számítottam.

Az alábbiakban ábrákkal is illusztrált példákhoz kiválasztott események hazánk középső részén, Szabadszállás környezetében pattantak ki. A számítások elvégzése előtt természetesen szükség volt a hullámformák gondos válogatására és megfelelő előkészítésére. Az inverzió során az STF-et és a hipocentrumot is ismeretlennek vettem és azt is megengedtem, hogy a momentumtenzor a legáltalánosabb alakját vegye fel. (Az alkalmazott eljárás lehetővé tesz olyan kikötést, miszerint a momentumtenzor nem tartalmazhat izotróp összetevőt. Ilyenkor a momentumtenzornak csupán öt független komponense létezik.)

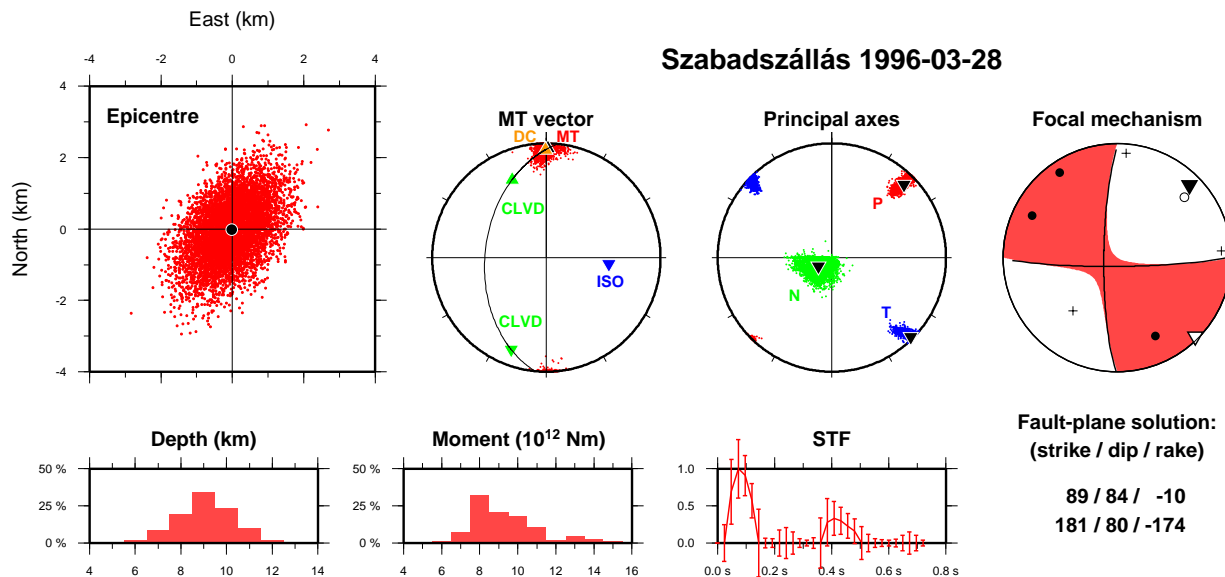
Az 1996. március 28-án, Szabadszállás közelében kipattant földrengés hullámformáinak inverziójával kapott forrásparaméterek eloszlását a 3. ábra szemlélteti. A hipocentrum bizonytalansága – köszönhetően az eseményt regisztráló állomások közel egyenletes térbeli elhelyezkedésének – meglehetősen csekély. A forrásfüggvénynek – 95%-os konfidenciaszint mellett –



2. ábra. A Green-függvények számításához használt egydimenziós sebességmodell. A P hullámsebességet mesterséges források és lokális rengések menetidője alapján számítottam. Feltételeztem, hogy az S hullámsebesség a $v_S = v_P / \sqrt{3}$ összefüggés szerint alakul. A sűrűség becsléséhez egy másik tapasztalati képletet alkalmaztam: $\rho = 1.7 + 0.2v_P$. **M** a Moho felület mélységét jelöli.

két szignifikáns csúcsa van, melyek közül azonban a második csúcs megbízhatósága nagyon alacsony. A momentumtenzor sajátvektorainak (P, T és N tengelyek) eloszlása is csekély bizonytalanságot igazol, és a P tengely azimutja jó egyezést mutat a környékre jellemző ÉK-DNy-i fő feszültségiránnyal (Bada et al. 1999, Gerner et al. 1999). A „strandlabdával” szemléltetett fészekmechanizmus paraméterei jó egyezést mutatnak a klasszikus, az első beérkezések polarizálásán alapuló inverzió eredményével (Tóth et al. 1997).

A momentumtenzor sajátvektorainak sajátértékek szerinti súlyozott összege egy vektort eredményez, amely szintén jól jellemzi a fészekmechanizmust. Ezeket a vektorokat ábrázolja az *MT vector* feliratú részára, amely a tiszta DC, CLVD és izotróp (ISO) komponensek helyzetét is jelöli (Riedesel & Jordan 1989). MT jelöli a legvalószínűbb megoldást. A DC és CLVD vektorokat összekötő főkörre eső MT vektorok nem tartalmaznak izotróp komponenst. Ez az ábrázolási mód lehetőséget ad arra vonatkozóan, hogy a megoldásban szereplő CLVD és/vagy izotróp összetevők szignifikáns elemei-e a megoldásnak. Esetünkben sem az izotróp, sem a CLVD komponens nem szignifikáns, hiszen a momentumtenzor eloszlását leíró pontfelhő csupán a DC komponenst foglalja magába. A legjobb (maximum likelihood) megoldás egyébként igen közel van a tiszta DC megoldáshoz. Ez a megállapítás azért figyelemre méltó, mert a hullámforma inverzió során telje-

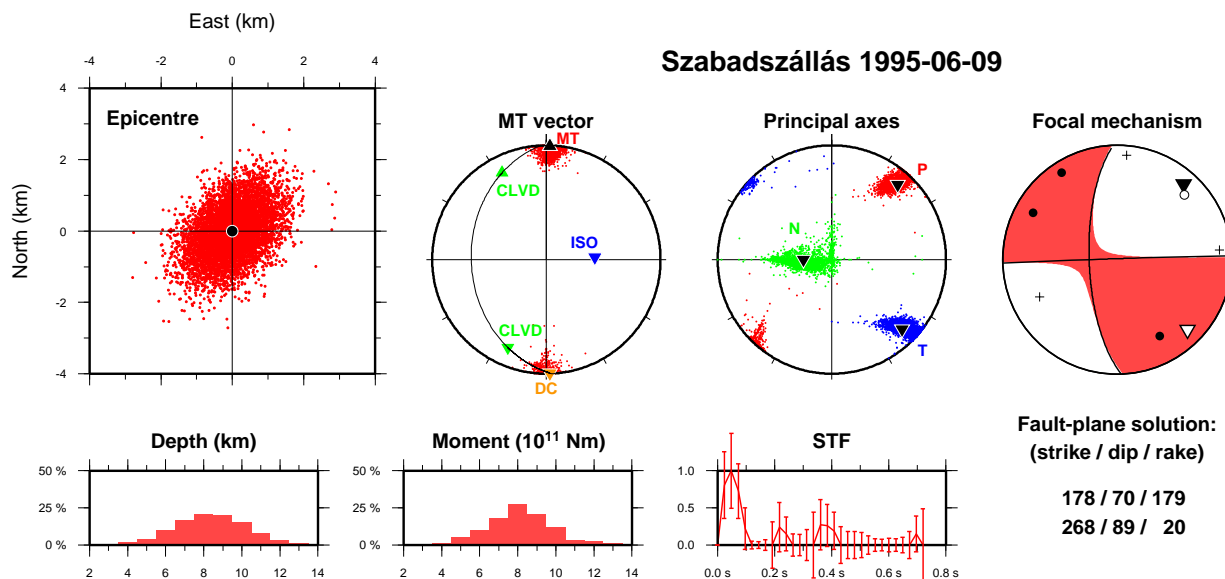


3. ábra. Az 1996. március 28-án, Szabadszállás közelében kipattant földrengés forrásparamétereinek eloszlása. Az epicentrumot ábrázoló pontfelhő origója az *a priori* epicentrummal egyezik meg. A forrásfüggvényen (STF) ábrázolt hiba a 95%-os konfidenciaszintnek felel meg. A momentumtenzor (MT) eloszlásának illusztrálásához Riedesel & Jordan (1989) módszerét alkalmaztam. A DC és CLVD vektorokat összekötő főkör az izotróp komponens *nélküli* mechanizmusok helyét írja le.

sen általános fészekmechanizmust tételeztünk fel. (A klasszikus, az első beérkezések polaritásán alapuló inverzió csak tiszta DC megoldást képes meghatározni [Reasenber & Oppenheimer 1985]).

A második példának kiszemelt esemény is Szabadszállás mellett pattant ki, 1995. június 9-én. A hullámforma inverzió által becsült forrásparaméterek eloszlása a 4. ábrán látható. A szeizmogramok kisebb jel/zaj aránya és az állomások előnytelenebb elhelyezkedése következményeként az eredmények bizonytalansága nagyobb, mint az előző esetben. A nem-DC komponensek aránya kicsi és nem szignifikáns. A P tengely azimutja most is jól meghatározott. Az STF csupán egy szignifikáns csúcsot tartalmaz. Fontos megjegyezni, hogy a rendelkezésre álló polaritásadatok kis száma miatt ezen esemény fészekmechanizmusát klasszikus módszerekkel nem lehetett megbecsülni.

Figyelembe véve, hogy az 1996-os és 1995-ös események nagyon közel helyezkednek el egymáshoz, valamint a fészekmechanizmusuk is igen hasonló, jogosnak tűnik az a megállapítás, hogy a két földrengést ugyanazon feszültségek ugyanazon törésrendszeren hozták létre.



4. ábra. Az 1995. június 9-én, Szabadszállás közelében kipattant földrengés forrásparamétereinek eloszlása. További magyarázatot lásd a 3. ábránál.

A fenti két példa jól illusztrálja az általam kifejlesztett hullámforma inverzió hasznosságát. Olyan események fészekmechanizmusát is megbecsülhetjük a segítségével, amelyek nem nyújtanak elegendő adatot a klasszikus módszerek sikeres alkalmazásához. Nagyobb rengések esetén, amikor a polaritásadatok inverziója is eredményre vezet, a két módszer nagyon közeli eredményeket szolgáltat. Különböző események forrásparamétereinek összehasonlítása lehetőséget nyújt időben távoli rengések közös eredetének megállapításához. Ez a Pannon-medence recens tektonikájának megértéséhez nélkülözhetetlen.

A fenti eseményeken kívül természetesen más rengések hullámforma inverzióját is elvégeztem. Az eredményül kapott forrásparaméterek legfontosabb adatait az 1. táblázat tartalmazza.

A táblázatban szereplő két utolsó esemény hipocentruma gyakorlatilag megegyezik. Mivel a két rengés kipattanása között kevesebb, mint egy óra telt el, nem meglepő, hogy fészekmechanizmusuk is nagyon hasonló. A nyilvánvaló közös eredetet tehát az inverziós eredmények is visszaigazolják.

A vizsgált rengések hullámforma inverzióval kapott fészekmechanizmusai alapján a következő megállapításokat tehetjük:

1. A becsült fészekmechanizmusok összhangban vannak a polaritásadatokkal.
2. A fészekmechanizmusok izotróp (térfogatváltozással járó) komponense egyetlen esetben

1. táblázat. A vizsgált földrengések maximum likelihood forrásparaméterei.

Dátum	Hosszúság (°E)	Szélesség (°N)	Mélység (km)	Vetősík strike° / dip° / rake°	P tengely azimut° /plunge°	T tengely azimut° /plunge°
1996-03-28	19.261	46.907	9.1	89 / 84 / -10	45 / 11	135 / 2
1995-06-09	19.265	46.920	8.4	88 / 89 / -20	41 / 14	135 / 8
1998-07-03	18.992	47.012	10.5	10 / 88 / -128	69 / -33	312 / -35
2003-12-31	18.286	46.038	5.9	78 / 82 / -1	34 / -5	123 / 6
2003-12-31	18.286	46.038	6.0	81 / 73 / -4	37 / -9	125 / 15

sem szignifikáns, ami az események tektonikus eredetére utal.

3. Az események többsége oldaleltolódásos (*strike-slip*) mozgással járt, amely alátámasztja a Pannon-medencére jellemző feszültségtér kompressziós voltát.
4. A kompressziós P tengely iránya ÉK-DNY, ami jó egyezést mutat a vizsgált területre jellemző fő feszültségiránnyal.
5. A forrásfüggvény általában egyetlen, kb. 0,2 s hosszúságú félhullámból áll.

4. Tapasztalatok

Az előzőekben bemutatott számítások elvégzése során a hullámforma inverzió alkalmazhatóságával kapcsolatban számos tapasztalatot szereztem. Mindenekelőtt ki kell emelnem, hogy bár ezzel az eljárással olyan rengések fészekmechanizmusa is meghatározható, amelyek esetén az első beérkezések polaritásán alapuló klasszikus módszerek csődöt mondanak, a hullámforma inverzió képességei is korlátozottak. Tapasztalataim szerint a módszer akkor alkalmazható eredményesen, ha

1. a forrás és a szeizmológiai állomások közötti epicentrális távolság kb. 80-100 km-nél kevesebb, amikor is a Pg fázis érkezik be elsőként, kellően nagy amplitúdóval.
2. a minimális epicentrális távolság nem nagyobb 20–25 km-nél.
3. legalább 5-6 állomás regisztrálta az eseményt.
4. az állomások „körbeveszik” az epicentrumot (megfelelő az azimut-lefedettség).

5. a háttérzaj ellenére egyértelműen meghatározható az első beérkezés.

Mivel a hazánkban üzemelő szeizmológiai állomások többsége egy viszonylag szűk területen helyezkedik el, a fenti feltételek sajnos nagyon sok esetben nem teljesülnek. Egyrészt azért, mert az események nagy része a hálózaton kívül helyezkedik el és így az azimut-lefedettség távolról sem optimális, másrészt pedig azért, mert sok olyan kis energiájú rengés keletkezik, amelyek esetén a háttérzaj a legkisebb epicentrális távolságban levő állomáson is elfedi az első beérkezéseket. További problémákat okoz még, hogy az állomások nem folyamatosan regisztrálnak, hanem a regisztrálást maga a földrengés indítja el egy trigger mechanizmus révén. Így gyakran előfordul, hogy a hullámforma eleje, azaz az első P beérkezés nem kerül rögzítésre.

Mindez egyben azt is jelenti, hogy a digitálisan regisztrált hazai rengések fészekmechanizmusának meghatározására csupán az események töredéke esetén van remény. Részben ennek is köszönhető, hogy az eddig feldolgozott események száma messze elmarad attól, amit a kutatási szerződésben vállaltam és amit jómagam kivitelezhetőnek véltem. Úgy gondolom azonban, hogy ez a lemaradás az elkövetkező időkben behozható, hiszen a kutatási projekt vége nem jelenti a kutatás befejezését. Az eddig elért eredményeim megtekinthetők a `webseis.seismology.hu` honlapon, amelyet a jövőben is folyamatosan aktualizálni kívánok.

5. A kutatási téma további lehetséges irányai

Mivel, megítélésem szerint, sok olyan földrengés vár feldolgozásra, amelyek esetén a momentumtenzor meghatározása nem jár sikerrel, hasznosnak tartanám, ha a jövőben az események ún. dinamikus fészekparaméterei is meghatározásra kerülnének. A szeizmogramok spektruma alapján ugyanis megbecsülhetjük a rengés fészkében bekövetkezett átlagos elmozdulást, az elmozdulást elszenvedő felület nagyságát, az elmozdulás során bekövetkező feszültségcsökkenés nagyságát (*stress-drop*), és a rengés magnitúdóját. Ezzel a módszerrel még olyan kis rengésekről is kaphatunk értékes információkat, amelyeket csak nagyon kevés (két-három) állomás regisztrált és amelyek momentumtenzora még hullámforma inverzióval sem határozható meg.

Egy-egy kutatási terület tektonikájának megismeréséhez nélkülözhetetlen a feszültségtér fő irányának ismerete is. Kellő számú esemény momentumtenzorának – pontosabban azok sajátvektorainak (P, T és N tengelyeinek) – ismeretében, erre a célra külön kidolgozott inverziós eljárással, a feszültségtér iránya megbecsülhető (Gephart & Forsyth 1984, Angelier 1990). Elegendő számú esemény fészekmechanizmusának ismerete tehát lehetőséget teremtene arra is, hogy az ország egyes területein meghatározzuk az uralkodó feszültségirányokat.

A kutatás tehát még közel sem tekinthető lezártnak, sok még a nyitott, megoldandó probléma.

6. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom a Georisk Kft-nek, amiért biztosította számomra a hullámforma adatokhoz való korlátlan hozzáférést.

7. Irodalomjegyzék

- Angelier, J., 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.* **103**, 363–376.
- Bada, G., Horváth, F., Gerner, P., Fejes, I., 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems, *J. Geodyn.* **27**, 501–527.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research* **86**, 2825–2852.
- Efron, B., Tibshirani, R., 1986: Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measurements of statistical accuracy, *Stat. Sci.*, **1**, 54–77.
- Gephart, J.W., Forsyth, D.W., 1984: An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* **89** (B11), 9305–9320.
- Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P., Müller, B., Oncescu, M.C., Cloetingh, S., Horváth, F., 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models, in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, pp. 269–294, Vol. 156, eds Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Seranne, M., Geological Society, London, Special Publications.
- Herrmann, R.B., Wang, C.Y., 1985. A comparison of synthetic seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 41–56.
- Koch, K., 1991a: Moment tensor inversion of local earthquake data – I. Investigation of the method and its numerical stability with model calculations. *Geophys. J. Int.* **106**, 305–319.
- Koch, K., 1991b: Moment tensor inversion of local earthquake data – II. Application to aftershocks of the May 1980 Mammoth Lakes earthquakes. *Geophys. J. Int.* **106**, 321–332.
- Langston, C.A., 1981: Source inversion of seismic waveforms: the Koyna, India earthquakes of 13 September 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America* **71**, 1–24.

- Lomax, A., Curtis, A., 2001: Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling, *Geophys. Res. Abstr.*, 3.
- Mao, W.J., Panza, G.F., Suhadolc, P., 1994: Linearized waveform inversion of local and near-regional events for source mechanism and rupturing processes, *Geoph. J. Int.* **116**, 784–798.
- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985: *FPPIT, FPPLLOT and FPPAGE: Fortran Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions*, US Geol. Surv. Open-File Rep. 85–739.
- Riedesel, M.A., Jordan, T.H., 1989: Display and assessment of seismic moment tensors, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**, 85–100.
- Sarao, A., Panza, G.F., Privitera, E., Cocina, O., 2001: Non-double-couple mechanisms in the seismicity preceding the 1991–1993 Etna volcano eruption, *Geoph. J. Int.* **145**, 319–335.
- Sileny, J., Panza, G.F., Campus, P., 1992: Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model, *Geoph. J. Int.* **109**, 259–274.
- Sipkin, S.A., 1982: Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **30**, 242–259.
- Tarantola, A., 1987: *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier, Amsterdam
- Tarantola, A., Valette, B., 1982: Inverse problems = Quest for information. *J. Geophys.* **50**, 159–170.
- Tichelaar, B.W., Ruff, L.J., 1989: How good are our best models? Jackknifing, Bootstrapping, and earthquake depth. *EOS* **70**, 593.
- Tóth, L., Mónus, P., Zsíros, T., 1997: *Hungarian Earthquake Bulletin 1996*, GeoRisk, Budapest.
- Wang, C.Y., Herrmann, R.B., 1980: A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1015–1036.
- Wéber, Z., 2004: Bootstrap inversion of local earthquake data in the Pannonian basin. *Geophysical Transactions* **44**, 221–239.
- Wéber, Z., 2005: Probabilistic waveform inversion for focal parameters of local earthquakes. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **40**, 229–239.
- Wéber, Z., 2006: Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location. *Geophys. J. Int.* **165**, 607–621.